第 37 卷第 14 期
2017 年 7 月

生 态 学 报
ACTA ECOLOGICA SINICA

Vol.37,No.14
Jul.,2017

DOI: 10.5846/stxb201604060628
宫立, 刘国华, 李宗善, 叶鑫,王浩.川西卧龙岷江冷杉林土壤有机碳组分与氮素关系随海拔梯度的变化特征.生态学报,2017,37(14):4696-4705.
Gong L, Liu G H, Li Z S, Ye X, Wang H. Altitudinal changes in nitrogen, organic carbon, and its labile fractions in different soil layers in an *Abies faxoniana* forest in Wolong. Acta Ecologica Sinica,2017,37(14):4696-4705.

川西卧龙岷江冷杉林土壤有机碳组分与氮素关系随海拔梯度的变化特征

宫 立[1,2], 刘国华[1,2,*], 李宗善[1], 叶 鑫[1,2], 王 浩[1,2]
1 中国科学院生态环境研究中心,城市与区域生态国家重点实验室, 北京 100085
2 中国科学院大学, 北京 100049

摘要:土壤碳氮沿海拔梯度变化及其耦合关系是山地生态系统碳氮循环研究的重要内容。为分析不同土层土壤有机碳,土壤全氮及有机碳活性组分在海拔梯度上的分布规律及相互之间的耦合关系,选取亚高山物种岷江冷杉(*Abies faxoniana*)原始林为研究对象,以卧龙邓生野牛沟岷江冷杉原始林 2920—3700 m 的样地调查数据为基础,分析不同土层土壤碳氮及活性组分沿海拔的变化规律,总结土壤有机碳稳定性沿海拔主要规律,从土壤有机碳活性组分和碳氮关系的角度揭示其对土壤有机碳沿海拔变化的影响。结果表明:1)腐殖质层土壤有机碳(SOC)随海拔升高逐渐增加,与温度显著负相关,轻组有机碳(LFOC)及颗粒态有机碳(POC)随海拔上升均表现先增加后降低的趋势,土壤全氮(TN)随海拔变化不显著,但林线处 LOFC、POC 和 TN 均显著增加;0—10 cm 土壤有机碳及全氮则表现为双峰特征,峰值分别在 3089 m 和 3260 m 处,与年均温度无显著关系。2)LFOC 及 POC 在腐殖质层和 0—10 cm 土层中所占比例较大,是表征土壤有机碳含量沿海拔变化规律的主要活性组分,腐殖质层 LFOC/SOC 和 POC/SOC 随海拔上升逐渐增高,0—10 cm 层则逐渐降低,暗示腐殖质层有机碳稳定性沿海拔逐渐降低,0—10 cm 有机碳稳定性逐渐升高。3)SOC 与 TN 显著正相关,SOC 是影响 TN 的主要因子,但腐殖质层 TN 与有机碳活性组分无显著相关关系。4)土壤 C/N 和微生物量 C/N 在 3177 m 大于 25:1,是引起土壤有机碳含量显著降低的主要因素。

关键词:土壤有机碳;土壤全氮;土壤活性有机碳;土壤腐殖质;海拔

Altitudinal changes in nitrogen, organic carbon, and its labile fractions in different soil layers in an *Abies faxoniana* forest in Wolong

GONG Li[1,2], LIU Guohua[1,2,*], LI Zongshan[1], YE Xin[1,2], WANG Hao[1,2]
1 *State Key Laboratory of Urban and Regional Ecology, Research Center for Eco-environmental Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100085, *China*
2 *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*

Abstract: Distribution characteristics of soil organic carbon (SOC) and total nitrogen, as well as the coupling relation between SOC and TN are important areas for research in the carbon and nitrogen cycling in mountain ecosystem. In this study, vertical transects in *Abies faxoniana* forests at altitudes between 2920 m to 3700 m in Wolong were investigated to determine the distribution of soil organic carbon (SOC), soil total nitrogen (TN), and labile soil organic carbon fractions (LFOC) along the altitudinal gradient, as well as the coupling relationships among them. The results showed that: i) SOC content in the humus layer increased along the altitudinal gradient and had a negative relationship with temperature. LFOC and particle state organic carbon (POC) increased followed by a decrease along the altitudinal gradient. TN did not significantly change with increasing altitude, whereas LOFC, POC, and TN significantly increased near the forest line. TN

基金项目:西南生态安全屏障决策支撑技术体系(2011BAC09B08)
收稿日期:2016-04-06; **网络出版日期:**2017-03-02
* 通讯作者 Corresponding author.E-mail: ghliu@ rcees.ac.cn

and SOC in the 0—10 cm depth layer were double-peaked as altitude increased, with peaks at 3089 m and 3260 m, respectively. ii) The major fraction of LFOC and ROC were observed in the humus layer and the 0—10 cm depth layer of soil. In addition, LFOC/SOC and POC/SOC in the humus layer increased along the altitudinal gradient, whereas LFOC/SOC and POC/SOC decreased in the 0—10 cm layer of soil along the altitudinal gradient, indicating the stability of SOC in the humus layer decreased along the gradient, whereas the stability of SOC in the 0—10 cm soil layer increased as altitude increased. iii) SOC was significantly and positively correlated with TN, and SOC content was the main factor affecting the TN. However, TN did not exhibit a significant relationship with the labile fractions of SOC in the humus layer. iv) The ratio of C/N in soil and that in microbial biomass were higher than 25 at an elevation of 3177 m, which was the main factor causing the significant decrease in the SOC content.

Key Words: soil organic carbon content; soil total nitrogen; labile soil organic carbon fractions; soil humus; altitude

土壤有机碳和氮素是植物生长必需营养元素的主要来源,也是陆地土壤碳库和氮库的重要组成部分。土壤碳库约占到陆地生态系统碳的 2/3,是关注全球气候变化的重要指标[1-2],土壤有机碳中的活性成分对外界环境响应更加敏感,研究更敏感易变的有机质组分更有助于阐明土壤有机碳变化特征[3-4]。而土壤氮在地球上大多数地方是陆地植物生长的主要限制因子[5-6],土壤碳循环和氮循环是紧密联系的两个生物过程,在陆地生态系统中碳氮元素存在着很强的耦合性[7-8],在森林生态系统中,土壤碳、氮含量及其动态平衡还直接影响着土壤肥力和林地生产力[9]。土壤碳氮比(C/N)反应了植物对养分的利用效率,控制植物的生产与养分吸收以及植物向土壤归还有机物质与养分的过程,对生态系统中碳氮利用、贮存和转移起着决定作用[10]。碳氮比既是土壤质量和土壤营养平衡状况的敏感指标,也是联系土壤碳库和氮库的重要指标,其时空演变对土壤碳氮循环有重要影响。研究土壤碳氮元素及其活性的分布规律,相互之间的耦合关系及碳氮比的空间变异特征对于正确理解碳、氮的生物地球化学循环以及应对全球变化的响应策略的制定具有重要意义。

川西亚高山森林是我国第二大林区,也是我国第一和第二阶地的过渡区域。高大山体形成的垂直带谱及特殊的高寒山地生态系统使得该区植被和土壤对气候变化极为敏感,在全球变化研究中占有特殊地位,同时也为研究不同海拔梯度条件下的生态系统结构和功能提供良好的研究基地。高海拔的暗针叶林是我国重要的森林类型,林下土壤腐殖质层厚度部分可达 15 cm 以上,有机质含量高于其他类型土壤[11],针对亚高山森林或者高山草甸矿质土壤碳储量与组分[12-15]进行了很多研究,逐步揭示了该地区矿质土壤区别于其他地区生态系统的碳过程与动态,但在腐殖质层有机碳与表层矿质土壤沿海拔的变化规律,及与氮素在海拔梯度上的相互关系的研究还相对欠缺。本研究对川西岷江冷杉林腐殖质及表层土壤碳氮及活性组分的特征开展研究,探索该地区土壤碳氮关系在不同土层和不同海拔梯度的差异,对于了解全球暖化背景下亚高山高寒生态系统土壤有机碳可能的响应特征及变化趋势区域差异提供科学依据。

1　实验材料与方法

1.1　研究区域概况

如图 1 所示,研究区位于四川省卧龙自然保护区(102°52′—103°24′E,30°45′—31°25′N),属于青藏高原东缘褶皱带最外缘部分邛崃山东坡,以高山峡谷为主要地貌特征,海拔差异悬殊,属于青藏高原气候区,西风急流南支和东南季风控制其天气过程,特征为冬寒夏凉、降水丰富、干湿季节明显[16],地形以石质山地为主,坡度多在 35°以上,甚至达 60°以上。卧龙自然保护区由于保护完善,岷江冷杉分布 2700—3900 m,保存较为完整,林下土壤为暗棕壤和棕色针叶林土,成土母岩主要为灰岩、千枚岩和玄武岩等[17]。

1.2　采样方法

在卧龙邓生站附近野牛沟设置一条 2900—3700 m 的岷江冷杉林样带,样带地上植被由低海拔间杂糙皮桦针阔混交林过渡到岷江冷杉纯林,灌木层由华西箭竹过渡为高山杜鹃。海拔每上升 100 m 设置一个 30m ×

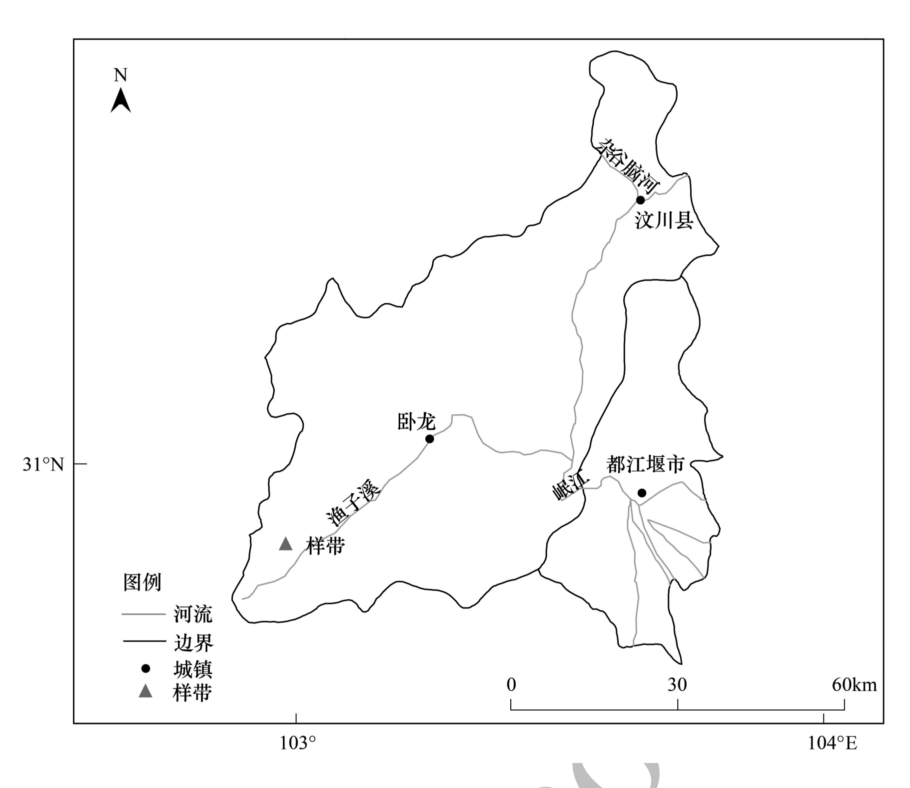


图 1 研究区域四川卧龙野牛沟小流域

Fig.1 Study area of Sichuan Wolong Yeniu catchment

30m 的样地,对每个样地的乔木进行每木检尺,调查因子主要包括树高、胸径等,结果见表 1。采样时间为 2013 年 9 月份,每个样地内随机选 3 个点,去掉地上植被及凋落物层,采集腐殖质层及 0—10 cm 土壤,其中 3489 m 和 3571 m 高度中土壤腐殖质层厚度小于 1 cm,未采集到样品,共获得土壤样品 52 个,土壤样品用冰盒带回实验室,过 2 mm 筛,4℃保存。同时在每个样方内分土层埋设纽扣温度计(MAXIM,DS1922L)记录土壤温度,时间间隔设定为 2 h,定时提取温度计读数后计算年均温度。

表 1 样方调查统计表

Table 1 The result of sample plot survey

海拔/m Altitude	坡度/(°) Slope	坡向/(°) Aspect	平均胸径/cm Diameter at breast height	平均树高/m Tree height	腐殖质厚度/cm Humus layer depth	土壤年均温度/℃ Soil annual average temperature		
						0—10 cm	10—20 cm	20—30 cm
2920	35	WN35	34.05	15.48	11	2.29	2.42	2.64
3029	25	WN30	43.02	15.9	8	2.40	2.68	2.81
3089	20	WN30	44.14	14.7	7	1.90	2.19	2.51
3177	40	WN35	9.39	7.21	14	1.82	1.97	2.27
3260	27	WN55	12.57	7.22	13	1.13	1.39	1.73
3401	55	WN50	25.87	8.54	15	1.15	1.55	2.14
3522	15	WN60	12.85	9.07	Na	0.74	1.58	1.67
3584	15	WN60	16.58	8.7	Na	0.05	0.90	1.26
3675	10	WN65	23.95	7.2	5	1.32	1.86	1.07

WN:西偏北

1.3 分析方法

土壤总有机碳采用重铬酸钾氧化-外加热法[18-19]。颗粒态碳(53—2000 μm)采用六偏磷酸钠法测定[19];水溶性有机碳(DOC)采用 Jones 方法测定[20];轻组分碳采参照 Janzen 法,分离后采用重铬酸钾外加热测定碳含量[21];易氧化有机碳(ROC)采用高锰酸钾比色法测定[22];微生物量碳(MBC)和微生物量氮(MBN)采用的

熏蒸-浸提法测定[23]。全氮测定采用凯氏定氮法,碱解氮采用碱解扩散法测定[24]。数据采用 SPSS 18.0 软件进行多重比较以及相关分析。

2　实验结果与分析

2.1　海拔梯度上森林土壤不同土层有机碳及活性组分变化规律

如图 2 所示,腐殖质层土壤有机碳,轻组有机碳及颗粒有机碳含量随海拔升高逐渐增加,易氧化碳及微生物量碳含量随海拔升高变化规律不大,水溶性有机碳含量随海拔升高先降低后升高;0—10 m 土壤有机碳及活性组分都表现出双峰特征,峰值在 3089 m 和 3260 m 处;在腐殖质层厚度小于 1 cm 的 3522 m 及 3584 m 处,土壤有机碳及其活性组分含量都显著降低。

如表 2 所示,LFOC 和 POC 在腐殖质层和 0—10 cm 土层中占总有机碳比例较大。腐殖质层中 LFOC/SOC 随海拔先上升逐渐增加,ROC/SOC 随海拔上升先降低到 10%后趋于一致;POC/SOC 则表现为先降低后增加;而 0—10 cm 中 LFOC/SOC 和 POC/SOC 均表现出双峰特征,与有机碳组分含量变化表现一致;DOC 和 MBC 所占比例较小,MBC/SOC 在腐殖质层随海拔升高逐渐降低,0—10 cm 土层随海拔升高逐渐升高,DOC/SOC 在腐殖质层及 0—10 cm 层随海拔升高均表现先降低后增加。

表 2　亚高山土壤不同活性有机碳组分占该层土壤有机碳全量的百分比

Table 2　Percentage of labile fractions in total organic C of subalpine topsoil along an elevational gradient

海拔/m Altitude	轻组有机碳/% Light fraction: organic C (LFOC)		易氧化有机碳/% Readily oxidized C(ROC)		颗粒有机碳/% Particulateorganic C (POC)		微生物量碳/% Microbialbiomass C (MBC)		水溶性有机碳/% Dissolvedorganic C (DOC)	
	腐殖质层	0—10 cm	腐殖质层	0—10 cm	腐殖质层	0—10 cm	腐殖质层	0—10 cm	腐殖质层	0—10c m
2920	35.80	48.70	16.36	12.75	70.11	70.52	2.24	1.24	0.76	0.70
3029	38.72	58.92	14.28	11.92	57.54	81.75	2.14	1.64	0.77	0.55
3089	50.27	71.36	9.99	6.77	56.33	65.20	1.74	1.38	0.46	0.55
3177	57.01	25.93	11.76	11.07	51.46	39.89	1.74	1.48	0.39	0.58
3260	55.85	51.91	10.58	12.43	76.15	80.54	1.54	2.18	0.40	0.57
3401	46.67	55.21	11.05	12.27	52.24	48.26	1.64	2.18	0.51	0.57
3522	Na	37.82	Na	13.53	Na	38.35	Na	2.38	Na	1.04
3584	Na	29.88	Na	21.07	Na	59.14	Na	2.68	Na	1.03
3675	52.89	37.20	10.78	14.20	67.52	52.41	1.58	2.48	0.55	0.64

2.2　海拔梯度上森林土壤不同土层全氮及有效氮变化规律

如图 3 所示,腐殖质层中全氮含量在 2920—3401 m 间趋于稳定,在林线附近显著增加至 18.07 g/kg,0—10 cm 土层土壤全氮与土壤有机碳规律一致,表现为随海拔上升表现为双峰型特征。碱解氮在腐殖质层及 0—10 cm 土层与海拔无显著规律;微生物量氮在腐殖质层随海拔升高表现为先增加后降低,0—10 cm 层则与土壤全氮沿海拔规律相似,表现为双峰特征。

2.3　海拔梯度上森林土壤碳氮比变化规律

如图 4 所示,腐殖质层及 0—10 cm 层的碳氮比随海拔升高均表现出先增加后降低的趋势,但在林线附近,0—10 cm 土壤 C/N 显著升高;在 3177 m 以前,0—10 cm 层 C/N 高于腐殖质层, 3177 m 以后,则低于腐殖质层,但在林线附近,两者 C/N 大小又趋于一致。腐殖质层微生物量 C/N 随海拔升高表现为先升高后降低再升高的趋势,而 0—10 cm 层微生物量 C/N 则表现为先增加后降低的趋势,与土壤 C/N 不同,腐殖质层微生物量 C/N 低于海拔 3177 m 位置和林线 3675 m 附近高于 0—10 cm 层,而在中间海拔段,则低于 0—10 cm 层。

土壤中氮主要以有机态形式存在,一般占全氮含量的 95%以上,土壤氮的积累和消耗程度取决于土壤有机质的积累和分解[25],对土壤碳氮及微生物量碳氮含量做线性回归分析,分别求得回归方程(图 5), 表明岷江冷杉林海拔垂直带土壤碳氮分布规律具有极强的相似性,微生物中碳氮的也表现一致规律。

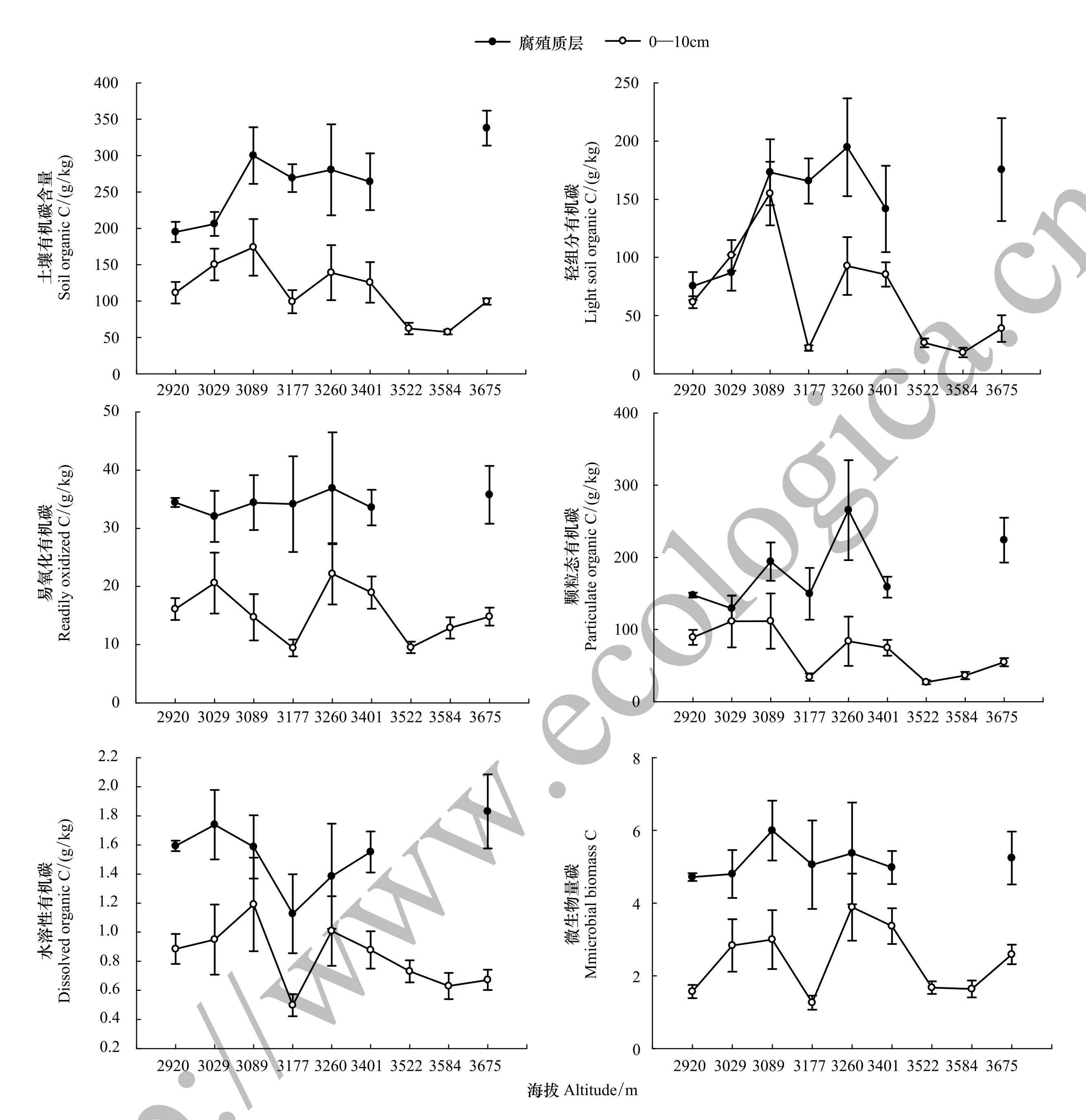


图 2 不同土层土壤有机碳及活性组分沿海拔梯度的变化规律

Fig.2 Soil organic carbon and labile fractions concentration variation of different altitudes at the different layers

3 讨论与结论

3.1 不同土层活性有机碳组分与土壤碳氮的相关关系

腐殖质层有机碳活性组分与总有机碳及氮素之间的相关性如表 3 所示,总有机碳与轻组有机碳表现为极显著正相关;与颗粒态碳和微生物量碳表现为显著正相关。而全氮与总有机碳显著正相关,与其他活性碳组分关系不显著。土壤温度随海拔上升逐渐降低,而腐殖质层有机碳则随海拔升高逐渐增加,表明腐殖质层有机碳含量主要受到温度梯度的影响,腐殖质层中大量的植物残体和微生物残骸是该层土壤总有机碳的主要组成部分[26],有机碳含量主要取决于已死生物体的分解程度及有机碳向下层土壤的淋溶作用的强度,随海拔升

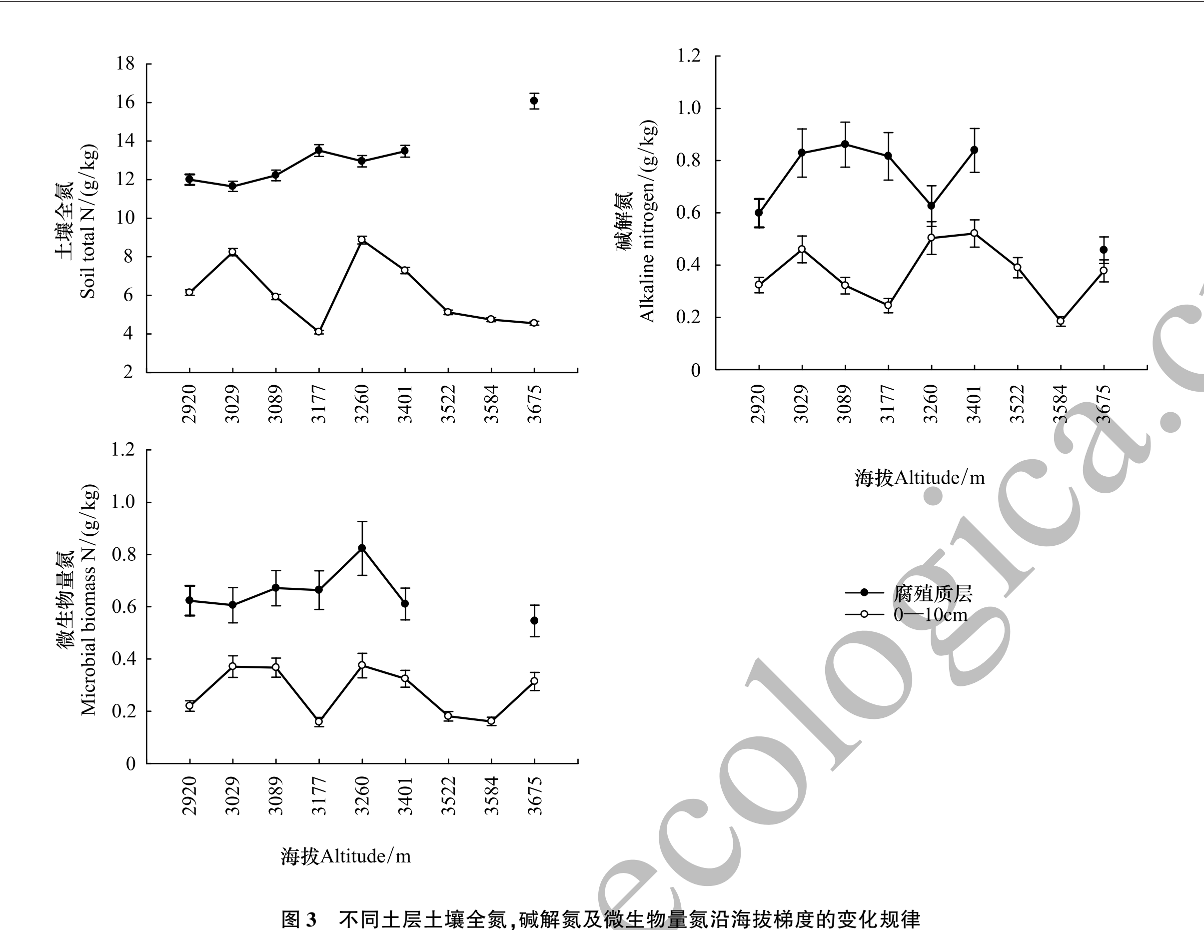


图 3　不同土层土壤全氮,碱解氮及微生物量氮沿海拔梯度的变化规律

Fig.3　Soil organic carbon and labile fractions concentration variation of different altitudes at the different layers

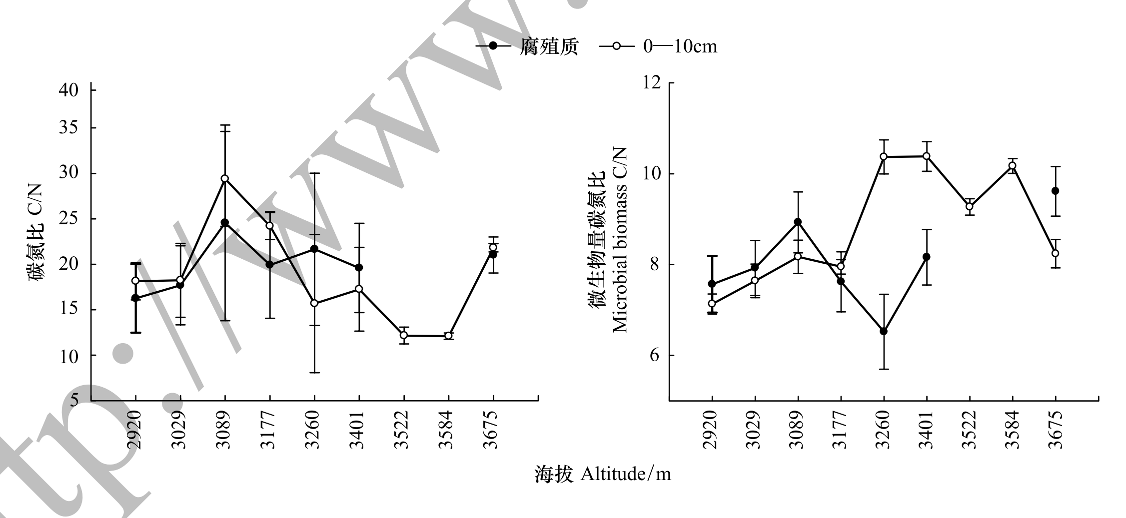


图 4　不同土层土壤碳氮比沿海拔变化规律

Fig.4　Soil C / N ratio variation of different altitudes at the different layers

高,微生物分解能力及淋溶减弱[27],除土壤总有机碳与全氮,微生物量碳氮外,其他组分碳与氮关系均不显著,原因推测为腐殖质层生物体残骸分解程度和有机碳组分与氮素向下迁移速率的不同,导致有机碳活性组分与土壤氮素沿海拔梯度的相关关系不显著。

0—10 cm 土壤有机碳活性组分与总有机碳及土壤氮素之间的相关性如表 4 所示,有机碳及其活性组分与微生物量氮均表现显著正相关关系,除 LFOC 和 DOC 外,土壤有机碳其他组分与全氮均表现显著正相关。与腐殖质层不同,0—10cm土层有机体残骸含量较少,土壤中的微团聚体也能长期保护土壤有机碳库[28],弱

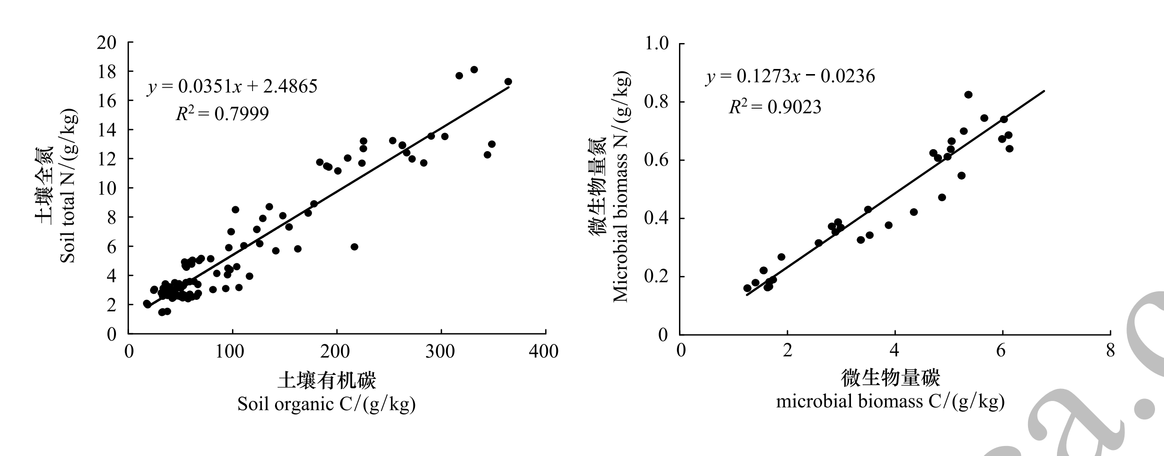


图 5　土壤碳氮与微生物量碳氮回归关系

Fig.5　Regression relationship between soil organic carbon and total nitrogen

表 3　腐殖层土壤有机碳,全氮及活性有机碳的相关性

Table 3　Correlation between Total nitrogen,Soil organic carbon and labile fractions at humus layer

土壤碳氮组分 Soil carbon and nitrogen fraction	土壤有机碳 Soil organic C (SOC)	土壤全氮 Total nitrogen (TN)	轻组有机碳 LFOC	易氧化性碳 ROC	颗粒态碳 POC	微生物量碳 MBC	水溶性碳 DOC	碱解氮 Alkaline nitrogen (AN)	微生物量氮 Microbial biomass N (MBN)
土壤有机碳 SOC	1								
土壤全氮 TN	0.779 *	1							
轻组有机 LFOC	0.966 **	0.476	1						
易氧化性碳 ROC	0.658	0.458	0.694	1					
颗粒态碳 POC	0.798 *	0.437	0.781 *	0.914 **	1				
微生物量碳 MBC	0.808 *	0.094	0.723	0.41	0.573	1			
水溶性碳 DOC	−0.153	0.298	−0.332	−0.172	0.009	−0.041	1		
碱解氮 AN	−0.087	−0.66	−0.114	−0.669	−0.534	0.148	−0.358	1	
微生物量氮 MBN	0.389	−0.419	0.447	0.519	0.546	0.722 *	−0.595	0.112	1

＊在 0.05 水平(双侧)上显著相关; ＊＊ 在.01 水平(双侧)上显著相关

表 4　0—10 cm 土壤有机碳,全氮及活性有机碳的相关性

Table 4　Correlation between Total nitrogen,Soil organic carbon and labile fractions at 0—10cm soil layer

土壤碳氮组分 soil carbon and nitrogen fraction	土壤有机碳 SOC	土壤全氮 TN	轻组有机碳 LFOC	易氧化性碳 ROC	颗粒态碳 POC	微生物量碳 MBC	水溶性碳 DOC	碱解氮 AN	微生物量氮 MBN
土壤有机碳 SOC	1								
土壤全氮 TN	0.711 *	1							
轻组有机 LFOC	0.978 **	0.629	1						
易氧化性碳 ROC	0.707 *	0.921 **	0.603	1					
颗粒态碳 POC	0.936 **	0.805 **	0.897 **	0.794 *	1				
微生物量碳 MBC	0.780 *	0.783 *	0.710 *	0.827 **	0.731 *	1			
水溶性碳 DOC	0.916 **	0.697	0.945 **	0.639	0.889 **	0.699 *	1		
碱解氮 AN	0.546	0.791 *	0.453	0.729 *	0.502	0.789 *	0.497	1	
微生物量氮 MBN	0.891 **	0.744 ＊	0.836 **	0.816 **	0.860 **	0.917 **	0.788 *	0.722 *	1

＊＊在.01 水平(双侧)上显著相关; ＊ 在 0.05 水平(双侧)上显著相关

化了生物体残骸分解差异及淋溶对有机碳和氮的影响。徐侠等在研究武夷山不同海拔植被 ROC 时发现,不同群落土壤中的易氧化碳含量随海拔上升而增加,受到土壤全氮显著影响[29],0—10 cm 土壤 ROC 源于来自枯枝落叶层、腐殖质层淋溶到淀积层的有机碳和养分的微生物再循环作用[30]。DOC 与氮素关系不显著,DOC

主要来源于新近的枯落物及腐殖质的淋溶[31],较大程度上依赖于总有机碳的贮量,与土壤水分关系显著,在总有机碳含量较高的土壤中,不受氮素的限制[32-33]。POC 与 TN,MBN 关系显著,原因在于 POC 碳氮比高、易受微生物分解及氮素影响,对土壤干扰的敏感性比土壤总有机碳高,POC 含量受到总有机碳及微生物影响较大[34]。MBC 是土壤有机碳中最活跃的组分,外界的细微变化都可能对其产生影响,与氮元素的变化最为密切[35]。

3.2　土壤有机碳活性组分对土壤有机碳沿海拔变化规律的影响

岷江冷杉林土壤有机碳活性组分中 LFOC 及 POC 含量较高,且 POC 与 SOC 在不同土层均表现为显著正相关,二者在很大程度上影响土壤总有机碳沿海拔变化规律。LFOC 反映了植物残体和微生物残骸在土壤剖面的分布状况[36-37],腐殖质层和 0—10 cm 土层 LFOC 含量分别在 3260 m 和 3177 m 达到最大值,POC 主要由相对粗大的非腐殖质化的不同分解阶段的植物残体和碎屑组成,在高度腐殖化(高碳氮比)的森林生态系统中形成的微团聚体内的有机质相对比较稳定,微团聚体能够长期的保护土壤有机碳库,被微团聚体所保护的颗粒有机碳占森林土壤有机碳库的大部分,其含量及比例大小显著影响 SOC 沿海拔的变化规律[38]。而 ROC,DOC 和 MBC 是土壤有机碳库中最为活跃的组分,特点是周转周期短[39-40],其沿海拔的变化规律更能反应土壤有机碳对环境梯度的响应。

3.3　土壤碳氮耦合关系对土壤有机碳变化规律的影响

土壤碳氮比越小,越有利于氮矿化及养分释放,而 C/N 超过 25∶1,表明有机物分解矿化较困难,微生物的分解作用慢,易消耗有效态氮素[41],3177 m 处 C/N 达到 30∶1,易形成大量腐败真菌[42],通过呼吸作用消耗有机碳,导致该位置的有机碳含量显著降低。

由于微生物体 C/N 较小, 细菌在 3—4, 放线菌在 4—5, 真菌在 11—13[42],不同土层在低海拔微生物量 C/N 较低,原因可能是低海拔森林凋落物种类较多,有利于不同种类微生物繁殖和有机碳积累,随海拔上升,温度的降低并没有增加 0—10 cm 层的土壤有机碳含量,相反 C/N 的增大,真菌所占比例增加,不利于土壤有机碳的积累,因此 3100—3500 m 区域土壤有机碳含量低于 2900—3100 m 区域;而在靠近林线附近区域,凋落物种类趋于简单,微生物数量及活性均有所降低,有利于有机碳的积累,使得土壤有机碳含量在 3500—3700 m 之间又有所增加。

3.4　结论

通过对海拔 2900—3700 m 西南高山-亚高山海拔梯度上腐殖质层土壤和表层土壤有机碳氮和活性组分的研究,得到以下结论:

1)腐殖质层土壤有机碳(SOC)上升逐渐增加,与温度存在显著关系,轻组有机碳(LFOC)及颗粒态有机碳(POC)随海拔上升均表现先增加后降低的趋势,土壤全氮(TN)随海拔变化不大,但林线处轻组有机碳(LOFC)、颗粒有机碳(POC)和 TN 均显著增加;0—10 m 土壤有机碳及全氮则表现为双峰特征,峰值分别在 3089 m 和 3260 m 处,与线性下降的年均温度无显著关系。

2)LFOC 及 ROC 在腐殖质层和 0—10cm 土层中所占比例较大;暗示了该区域腐殖质层及表层有机碳的不稳定性,POC 与 POC/SOC 沿海拔均表现为双峰型特征,不同土层 POC 与 SOC 均显著正相关,表明 POC 含量高低可能是表征亚高山地带表层土壤有机碳及活性组分动态特征的有效指标。

3)SOC 与 TN,MBC 与 MBN 具有明显的线性正相关关系,但在腐殖质层中有机碳活性组分与土壤氮之间相关性不显著。土壤 C/N 和微生物量 C/N 在 3177 m 大于 25∶1,是引起土壤有机碳含量在此处显著降低的主要因素。

参考文献(References):

[1] Lal R. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. Science, 2004, 304(5677): 1623-1627.

[2] Deng L, Wang K B, Chen M L, Shangguan Z P, Sweeney S. Soil organic carbon storage capacity positively related to forest succession on the Loess Plateau, China. CATENA, 2013, 110: 1-7.

[3] 邹双全, 范广阔, 杨智杰, 何宗明, 林开敏, 郭玉硕. 不同更新方式对土壤轻组有机碳的影响. 中国科技论文在线, 2009, 2(16): 1704-1710.
[4] 李执强, 汪景宽, 曹宏杰, 李双异, 于树. 水热梯度变化及不同施肥处理对东北地区土壤轻组有机碳、氮的影响. 土壤通报, 2009, 40(5): 1014-1017.
[5] Vitousek P M, Aber J D, Howarth R W, Likens G E, Matson P A, Schindler D W, Schlesinger W H, Tilman D G. Human alteration of the global nitrogen cycle: sources and consequences. Ecological Applications, 1997, 7(3): 737-750.
[6] Matson P, Lohse K A, Hall S J. The globalization of nitrogen deposition: consequences for terrestrial ecosystems. Ambio, 2002, 31(2): 113-119.
[7] Sjögersten S, Turner B L, Mathieu N, Condron L M, Wookey P A. Soil organic matter biochemistry and potential susceptibility to climatic change across the forest-tundra ecotone in the Fennoscandian mountains. Global Change Biology, 2003, 9(5): 759-772.
[8] Ladoni M, Bahrami H A, Alavipanah S K, Norouzi A A. Estimating soil organic carbon from soil reflectance: a review. Precision Agriculture, 2010, 11(1): 82-99.
[9] Tewksbury C E, Van Miegroet H. Soil organic carbon dynamics along a climatic gradient in a southern Appalachian spruce-fir forest. Canadian Journal of Forest Research, 2007, 37(7): 1161-1172.
[10] 彭少麟, 李跃林, 任海, 赵平. 全球变化条件下的土壤呼吸效应. 地球科学进展, 2002, 17(5): 705-713.
[11] 王根绪, 程国栋, 沈永平. 青藏高原草地土壤有机碳库及其全球意义. 冰川冻土, 2002, 24(6): 693-700.
[12] 王文颖, 王启基, 鲁子豫. 高寒草甸土壤组分碳氮含量及草甸退化对组分碳氮的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39(5): 647-654.
[13] 王建林, 欧阳华, 王忠红, 常天军, 李鹏, 沈振西, 钟志明. 青藏高原高寒草原土壤活性有机碳的分布特征. 地理学报, 2009, 64(7): 771-781.
[14] 秦纪洪, 武艳镯, 孙辉, 马丽红. 低温季节西南亚高山森林土壤轻组分有机碳动态. 土壤, 2012, 44(3): 413-420.
[15] 秦纪洪, 王琴, 孙辉. 川西亚高山-高山土壤表层有机碳及活性组分沿海拔梯度的变化. 生态学报, 2013, 33(18): 5858-5864.
[16] 陶建平, 宋利霞. 亚高山暗针叶林不同林冠环境下华西箭竹的克隆可塑性. 生态学报, 2006, 26(12): 4019-4026.
[17] 石培礼, 李文华, 王金锡, 刘兴良. 四川卧龙亚高山林线生态交错带群落的种多度关系. 生态学报, 2000, 20(3): 384-389.
[18] 国家林业局. LY/T 1237-1999 森林土壤有机质的测定及碳氮比的计算. 北京: 中国标准出版社, 1999:1-4.
[19] Six J, Paustian K, Elliott E T, Combrink C. Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. Soil Science Society of America Journal, 2000, 64(2): 681-689.
[20] Carter M R, Gregorich E G. Soil Sampling and methods of analysis. Journal of Environmental Quality, 2009, 38(1): 375-375.
[21] Janzen H H, Campbell C A, Brandt S A, Lafond G P, Townley-Smith L. Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. Soil Science Society of America Journal, 1992, 56(6): 1799-1806.
[22] 李平, 王国兵, 郑阿宝, 沈玉娟, 赵琦齐, 王琳飞, 蒋如生, 李莉, 阮宏华. 苏南丘陵区 4 种典型人工林土壤活性有机碳分布特征. 南京林业大学学报: 自然科学版, 2012, 36(4): 79-83.
[23] 罗友进, 王子芳, 高明, 魏朝富. 不同耕作制度对紫色水稻土活性有机质及碳库管理指数的影响. 水土保持学报, 2007, 21(5): 55-58, 81-81.
[24] 郭伟, 陈红霞, 张庆忠, 王一丁. 华北高产农田施用生物质炭对耕层土壤总氮和碱解氮含量的影响. 生态环境学报, 2011, 20(3): 425-428.
[25] 鲁如坤. 土壤-植物营养学. 北京: 化学工业出版社, 1998: 45-67.
[26] Parton W J, Stewart J W B, Cole C V. Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. Biogeochemistry, 1988, 5(1): 109-131.
[27] 侯书贵, 秦大河. 青藏高原冰川雪层中淋溶作用的初步研究. 冰川冻土, 1996, 18(Supplement): 75-82.
[28] Six J, Callewaert P, Lenders S, De Gryze S, Morris S J, Gregorich E G, Paul E A, Paustian K. Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation. Soil Science Society of America Journal, 2002, 66(6): 1981-1987.
[29] 徐侠, 王丰, 栾以玲, 汪家社, 方燕鸿, 阮宏华. 武夷山不同海拔植被土壤易氧化碳. 生态学杂志, 2008, 27(7): 1115-1121.
[30] 刘正刚, 裴柏洋, 王宪帅. 岷江上游干旱河谷不同土地利用类型的土壤有机碳和易氧化态碳特征. 水土保持研究, 2011, 18(3): 24-27, 31-31.
[31] 王清奎, 汪思龙, 冯宗炜, 黄宇. 土壤活性有机质及其与土壤质量的关系. 生态学报, 2005, 25(3): 513-519.
[32] 张俊华, 丁维新, 孟磊. 海南热带橡胶园土壤易氧化有机碳空间变异特征研究. 生态环境学报, 2010, 19(11): 2563-2567.
[33] Tirol-Padre A, Ladha J K. Assessing the reliability of permanganate-oxidizable carbon as an index of soil labile carbon. Soil Science Society of

America Journal, 2004, 68(3): 969-978.

[34] 王洪杰, 李宪文, 史学正, 于东升. 不同土地利用方式下土壤养分的分布及其与土壤颗粒组成关系. 水土保持学报, 2003, 17(2): 44-46, 50-50.

[35] 赵先丽, 程海涛, 吕国红, 贾庆宇. 土壤微生物生物量研究进展. 气象与环境学报, 2006, 22(4): 68-72.

[36] 谢锦升, 杨玉盛, 解明曙, 陈光水, 杨智杰, 黄石德. 植被恢复对退化红壤轻组有机质的影响. 土壤学报, 2008, 45(1): 170-175.

[37] Barrios E, Buresh R J, Kwesiga F, Sprent J I. Light fraction soil organic matter and available nitrogen following trees and maize. Soil Science Society of America Journal, 1997, 61(3): 826-831.

[38] Six J, Conant R T, Paul E A, Paustian K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soils. Plant and Soil, 2002, 241(2): 155-176.

[39] 黄宗胜, 符裕红, 喻理飞. 喀斯特森林自然恢复中土壤微生物生物量碳与水溶性有机碳特征. 应用生态学报, 2012, 23(10): 2715-2720.

[40] 吴建国, 徐德应. 六盘山林区几种土地利用方式对土壤中可溶性有机碳浓度影响的初步研究. 植物生态学报, 2005, 29(6): 945-953.

[41] Prescott C E, Chappell H N, Vesterdal L. Nitrogen turnover in forest floors of coastal Douglas-fir at sites differing in soil nitrogen capital. Ecology, 2000, 81(7): 1878-1886.

[42] Jenkinson D S. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil-IV: the decomposition of fumigated organisms in soil. Soil Biology and Biochemistry, 1976, 8(3): 203-208.